

СОСТАВ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ВКРАПЛЕННИКОВ МАГМАТИЧЕСКОГО ЭПИДОТА ИЗ АНДЕЗИТОВ И ДАЦИТОВ, СРЕДНИЙ УРАЛ

С. В. Прибавкин, И. С. Авдонина, С. П. Главатских

Генезис и морфологические признаки магматических вкрапленников эпидота в различных породах изучались многими авторами [2, 4, 7, 8]. Наиболее интересными по набору интрателлурических вкрапленников являются субвулканические тела андезитов и дацитов, описанных в 1991 г. в геологическом комплексе Колорадо [6]. Они содержали вкрапленники эпидота, граната и др. минералов (амфибол, биотит, плагиоклаз). Данные породы представляли собой прямое доказательство существования магматического эпидота. Вторая находка интрателлурических вкрапленников эпидота в аналогичных породах в окрестностях Екатеринбурга на Среднем Урале, Россия, была описана в 2005 г. [2]. Ранее эти породы были отмечены Г.Н. Вертушковым и названы биотит-плагиоклазовыми порфирами [1]. Основное внимание он уделил описанию вкрапленников плагиоклаза. О наличии эпидота (клиноцоизита), имеющего размеры до 1 см, было упомянуто очень кратко. В связи с расположением даек дацитов и андезитов на территории нескольких развивающихся микрорайонов Екатеринбурга (Уктус, Соновый Бор, Химмаш, Нижнеисетск) в скором времени может возникнуть проблема доступа к этим уникальным породам.

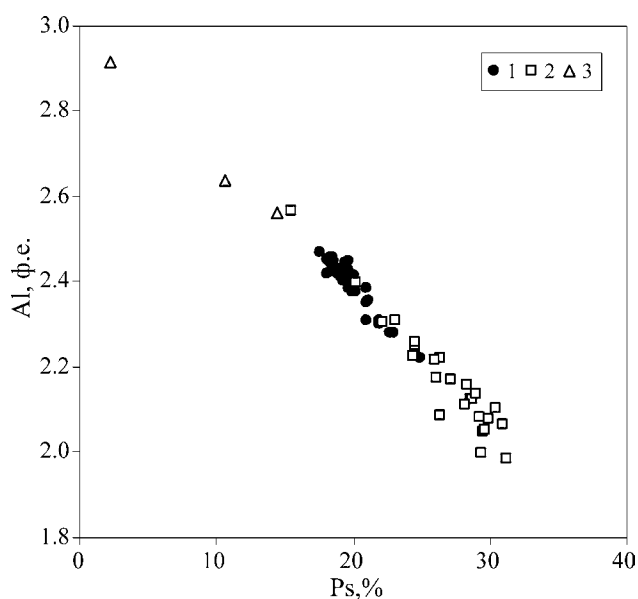


Рис. 1. Диаграмма пистацитовый компонент– Al^{3+} .
1 – вкрапленники, 2 – эпидот по биотиту и амфиболу,
3 – эпидот и клиноцоизит по плагиоклазу.

Андезиты и дациты имеют порфировую структуру. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (20–40%), биотитом (10%), амфиболом (10–15%), эпидотом (10%), кварцем (<5%), единичные вкрапленники – гранатом, апатитом, титанитом, мусковитом. Базис имеет тонкозернистую аллотриоморфнозернистую структуру, в составе преобладает кислый плагиоклаз.

Наличие крупных идиоморфных вкрапленников эпидота в породе вулканического облика изначально говорит об их магматическом генезисе. Помимо вкрапленников эпидота, в изучаемых работах присутствуют вторичные зерна, замещающие биотит, амфибол и плагиоклаз, образованные на постмагматическом этапе или в процессе зеленокаменного метаморфизма.

Совместное нахождение в породах минералов эпидота разного генезиса позволяет сравнить их составы и выявить химические отличия. Некоторые из них были сформулированы ранее [6, 9, 10].

Наиболее важным химическим критерием отличия эпидота магматического генезиса от вторичного является содержание пистацитового компонента: магматический эпидот имеет пониженное содержание по сравнению со вторичным [7, 8, 9]. Пистацитовый компонент $Ps = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al) \times 100\%$ отражает содержание железа в эпидоте, зависящее от термодинамических условий образования. Экспериментальными работами, подтверждаемыми многочисленными петрографическими наблюдениями, показано, что область устойчивости магматического эпидота в кислом расплаве находится выше 3.5 кбар общего давления при фугитивности кислорода вблизи буфера Hem-Mt. При более низких давлениях эпидот реагирует с остаточным расплавом, образуя мирмекитоподобные структуры или полностью растворяясь [8].

Результаты изучения содержания пистацитового компонента во вкрапленниках и вторичных эпидотах представлены на рис. 1 и в табл. 1. Видно, что эпидот вкрапленников характеризуется небольшими вариациями состава (доля Fe^{3+} варьирует от 17 до 25%), образуя компактную область в центре рисунка. Составы вторичных эпидотов имеют широкий разброс значений: псевдоморфозы по биотиту и амфиболу содержат 20–30% пистацитового компонента, по плагиоклазу – 2–15%. Наши данные совпадают с результатами, полученными многими авторами [4, 7, 9].

В качестве другого критерия выделения магматического эпидота было использовано содержа-

Таблица 1. Химический состав эпидота (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты (ф. е.)

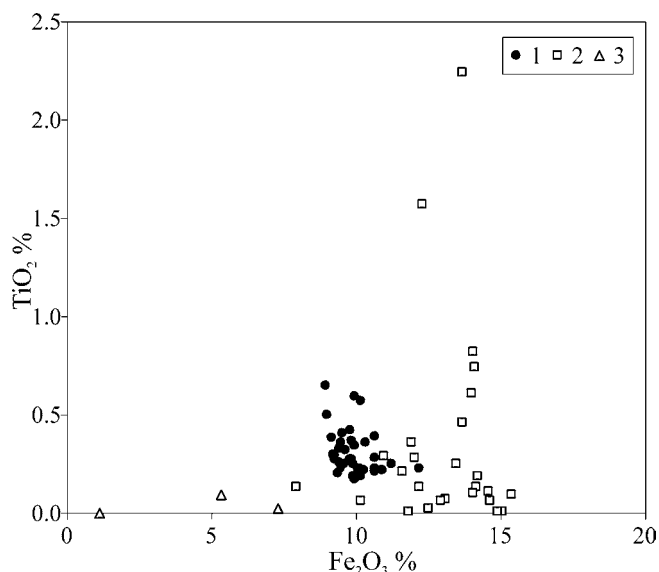
	253-10-1	253-10-2	253-10-3	270-1-1	270-1-2	270-3-1	270-3-2	270-3-3	253-5-1	253-5-2	253-5-3	415-2-3	270-3-1	270-3-2
вкрапленники магматического эпидота									вторичный эпидот					
SiO ₂	38.07	37.8	37.58	37.83	37.88	38.21	38.23	37.65	37.43	37.64	36.97	38.84	37.99	36.96
TiO ₂	0.65	0.25	0.23	0.17	0.19	0.27	0.19	0.23	0.09	0.19	2.24	0	0.28	0.1
Al ₂ O ₃	26.77	26.23	26.29	26.38	25.94	26.31	25.98	25.59	21.9	22.57	21.04	31.94	23.75	22.63
FeO	8.04	8.88	9.09	8.96	8.92	8.85	9.15	9.58	13.82	12.8	12.32	1.02	10.83	12.63
MnO	0.44	0.46	0.49	0.56	0.4	0.41	0.49	0.38	0.36	0.38	0.35	0.02	0.31	0.64
MgO	0.18	0.19	0.19	0.12	0.11	0.14	0.11	0.1	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02
CaO	22.86	22.57	22.5	22.98	22.65	23.29	22.94	23.13	23.31	23	23.23	24.11	23.24	22.4
La ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0.03	0	0.03	0	0.02	0.01	0.02	0	0
Ce ₂ O ₃	0	0	0	0.02	0.04	0.02	0.03	0	0	0.01	0	0.01	0	0.09
Fe ₂ O ₃	8.94	9.87	10.10	9.96	9.91	9.84	10.17	10.65	15.36	14.23	13.69	1.13	12.04	14.04
Сумма	97.91	97.37	97.38	98.02	97.12	98.52	98.14	97.76	98.46	98.07	97.55	96.09	97.62	96.88
формульные единицы														
Si	2.980	2.984	2.969	2.972	2.999	2.985	2.999	2.975	2.992	3.005	2.978	3.009	3.021	2.990
Ti	0.038	0.015	0.014	0.010	0.011	0.016	0.011	0.014	0.005	0.011	0.136	0.000	0.017	0.006
Al	2.471	2.441	2.449	2.444	2.421	2.423	2.403	2.384	2.064	2.124	1.998	2.917	2.227	2.158
Fe ₃ ⁺	0.526	0.586	0.601	0.589	0.591	0.578	0.600	0.633	0.924	0.855	0.830	0.066	0.720	0.855
Mn	0.029	0.031	0.033	0.037	0.027	0.027	0.033	0.025	0.024	0.026	0.024	0.001	0.021	0.044
Mg	0.021	0.022	0.022	0.014	0.013	0.016	0.013	0.012	0.001	0.004	0.002	0.002	0.001	0.002
Ca	1.917	1.909	1.905	1.935	1.921	1.950	1.928	1.958	1.997	1.968	2.005	2.002	1.981	1.942
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ce	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Ps	17.56	19.37	19.70	19.42	19.61	19.27	19.99	20.99	30.92	28.69	29.35	2.22	24.44	28.36

Примечание. Анализы выполнены на электронно-зондовый микроанализатор Cameca SX100, аналитик Д.А. Замятин. Расчет кристаллохимических формул произведен на O = 12.5.

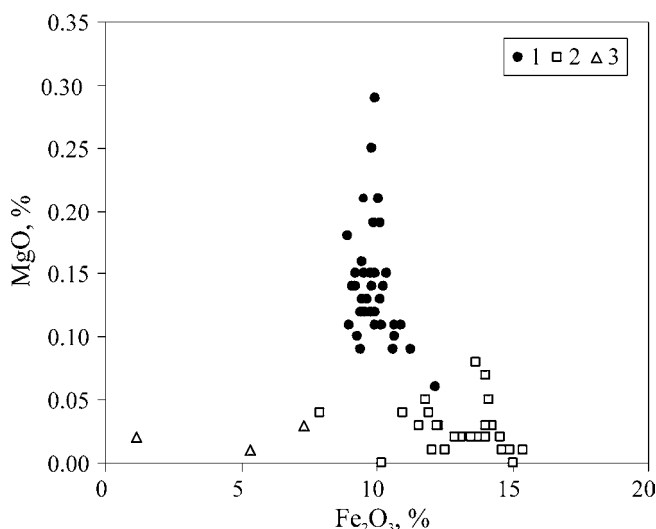
ние TiO₂. В работе [7] описывается, что вторичные зерна эпидота содержат TiO₂ более 0.6%, в то время как магматические вкрапленники – менее 0.2%. Наши исследования показывают не столь четкую картину (рис. 2). Концентрации TiO₂ в магматических вкрапленниках варьируют от 0.17 до 0.65%. Вторичные эпидоты характеризуются значительным разбросом значений содержания TiO₂. Зерна

эпидота, развивающиеся по плагиоклазу, а также основная часть псевдоморфоз по биотиту и амфиболу, содержат TiO₂ < 0.5%. Кроме того, наблюдаются единичные зерна вторичного эпидота, псевдоморфно замещающие амфибол с концентрациями TiO₂ > 0.6% (рис. 2).

Нами выявлены значимые отличия магматического эпидота от вторичного по содержанию магния (рис. 3). Химическое различие по Mg кратко упоми-

**Рис. 2.** Диаграмма TiO₂–Fe₂O₃ (%).

Условные обозначения см. рис. 1.

**Рис. 3.** Диаграмма MgO–Fe₂O₃ (%).

Условные обозначения см. рис. 1.

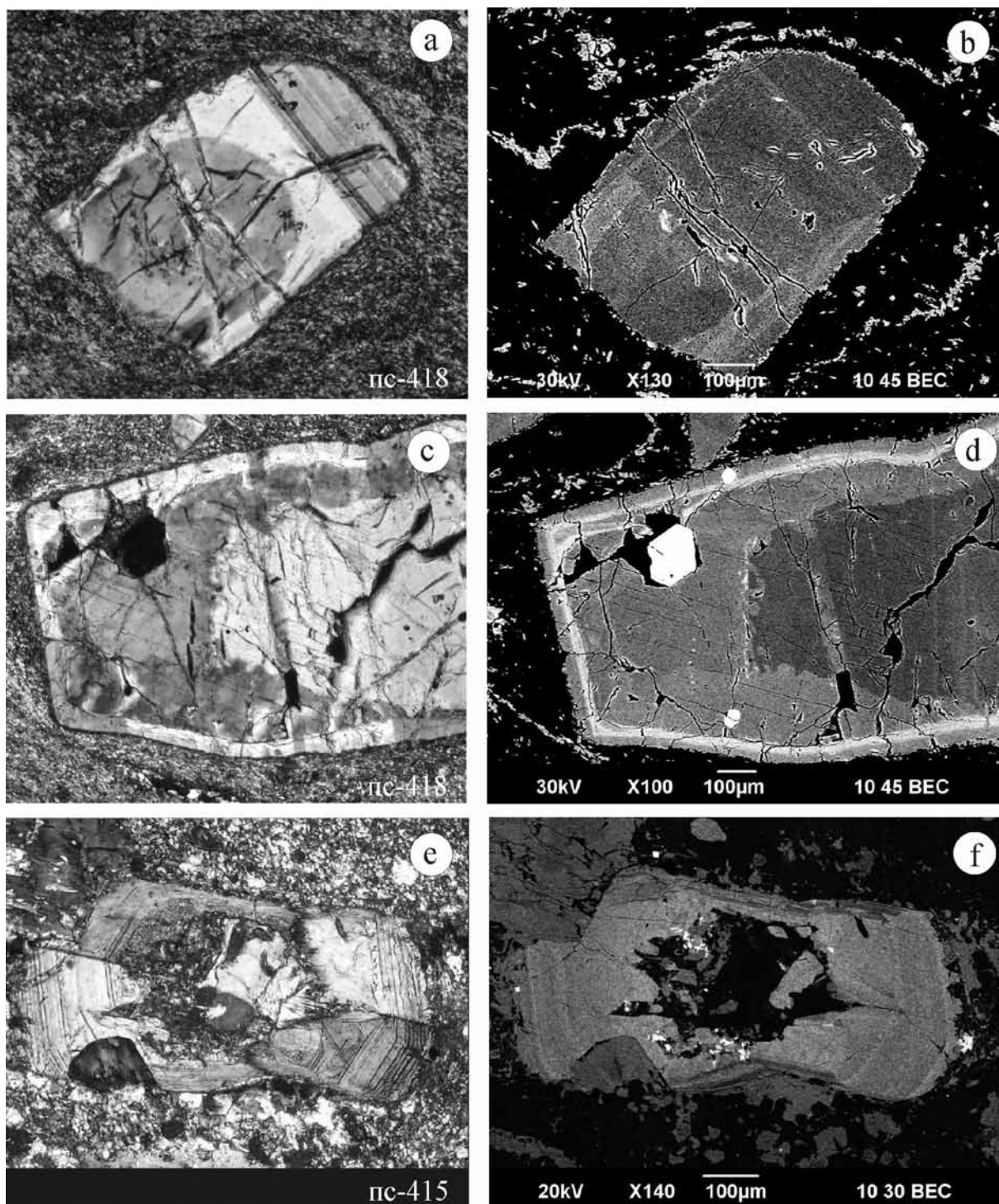


Рис. 4. Микрофотографии вкрапленников эпидота под микроскопом в скрещенных николях (а, с, е) и обратно-рассеянных электронах (b, d, f).

налось также в более ранних исследованиях [7]. На рис. 3 четко выделяется две области. В одну попадает магматический эпидот с повышенным содержанием магния (0.05–0.3%), в другую – вторичный эпидот с более низкими концентрациями (<0.08%).

В изучаемых нами магматических вкрапленниках эпидота особый интерес представляет зо-

нальность, свидетельствующая о постоянно меняющихся условиях кристаллизации. Это явление наиболее удобно изучать по содержанию Fe^{3+} , так как многие физико-химические критерии влияют на его концентрацию [8].

Существует диаграмма зависимости оптических констант (в частности, интерференционная окра-

ска) от величины пистацитового компонента, являющегося, по сути, отражением содержания железа в минерале [5]. Для подтверждения оптической зональности в нашей работе был использован электронно-зондовый анализ и съемка в обратно-рассеянных электронах (BSE). Данный вид съемки отражает, прежде всего, атомную массу элементов (чем выше атомная масса, тем светлее окраска). В результате исследований видно, что оптическая зональность не всегда соответствует химической (рис. 4). Например, на рис. 4а и 4б внутреннее строение вкрапленника отличается. Четкая оптическая зональность не соответствует изображению в обратно-рассеянных электронах. Интерпретация этих отличий пока вызывает затруднения. Другой пример приведен на рис. 4с, 4д. Здесь отличия оптической картины от BSE практически отсутствуют. Видно наличие древнего интенсивно-корродированного ядра и последующих зон. Заключительная зона в скрещенных николях имеет невысокую интерференционную окраску, что говорит о низкой железистости, на BSE она имеет белый цвет, свидетельствующий о присутствии тяжелых элементов (REE). В качестве третьего примера приведен кристалл аланита из андезита (рис. 4е, 4ф). В нем четко видны микрозональность и секториальные двойники.

С помощью электронно-микронного анализа в двух кристаллах было проведено по одному профилю (рис. 5, 6). В каждом содержится примерно 200 измерений, которые производились через каждые 3 мкм. В образце 270–1 профиль проведен от центра зерна (В) к краю (А). На графике (рис. 5) можно наблюдать более пяти зон, отличающихся на фотографии, сделанной в обратно-рассеянных электронах (BSE), по цвету. Темные части представлены менее железистыми зонами, а светлые – более железистыми. Толщина зон варьирует от 80 до 150 мкм, при этом в центральных частях кристалла светлые зоны тоньше темных. Ближе к краю зерна концентрация светлых зон увеличивается. Судя по графическому представлению зональности, вариации состава внутри кристалла происходят достаточно плавно и равномерно, изменяясь от 8 до 10% Fe_2O_3 . Имеются отдельные всплески высоких концентраций железа, соответствующие наиболее ярко выраженным тонким светлым зонам на фотографии. В целом, все положительные аномалии на графике имеют примерно одинаковые содержания Fe_2O_3 , варьирующие от 9.8 до 10.1%. Отрицательные аномалии характеризуются 7.8–8% Fe_2O_3 . В результате изучения зональности можно сделать вывод, что в процессе формирования данного кристалла эпидота условия и химический состав минералообразующего расплава, богатого водой, циклично менялись. Предполагается, что причиной такой осциллярной зональности могли быть изменения давления и содержания воды в магматической камере [8].

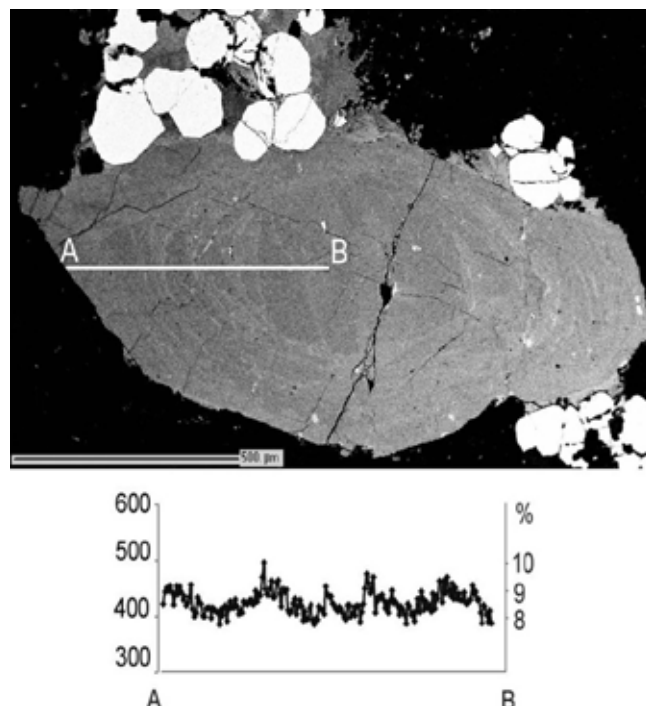


Рис. 5. Микрофотография вкрапленника эпидота с осциллярной зональностью (режим BSE) и распределение Fe_2O_3 по профилю АВ.

В изучаемых андезидацитах также часто наблюдаются магматические вкрапленники эпидота с комбинационной зональностью. Рассмотрим ее на примере образца 270–3, располагающегося в той же породе, что и образец 270–1. В центральной части вкрапленника находится ядро, изображенное на фотографии (рис. 6). На графике профиля ему соответствует достаточно ровная зона пониженного содержания Fe. Ядро имеет сложные, коррозионные границы с многочисленными “залывами”, образованными в результате растворения. Дальнейшая регенерационная стадия кристаллизации характеризуется непостоянством физико-химической обстановки. Образуется ритмичная зональность, схожая с зональностью в образце 270–1. На профиле ей соответствует повышение содержания железа и его падение к краям. При этом, в правой части наблюдается два максимума по железу, а в левой один. Мы предполагаем, что на определенной стадии кристаллизации вкрапленника эпидота произошло его растворение и регенерация более железистым составом. После заключительной стадии кристаллизации зерно подверглось растворению. Представленные выше материалы показывают сложное строение вкрапленников. Среди них можно выделить два вида зональности. К первому виду относятся зерна с осциллярной (ритмичной) зональностью (рис. 4е, 5). Ко второму виду относятся регенерированные зерна с частичным растворением ядра (рис. 4а, 4с, 6).

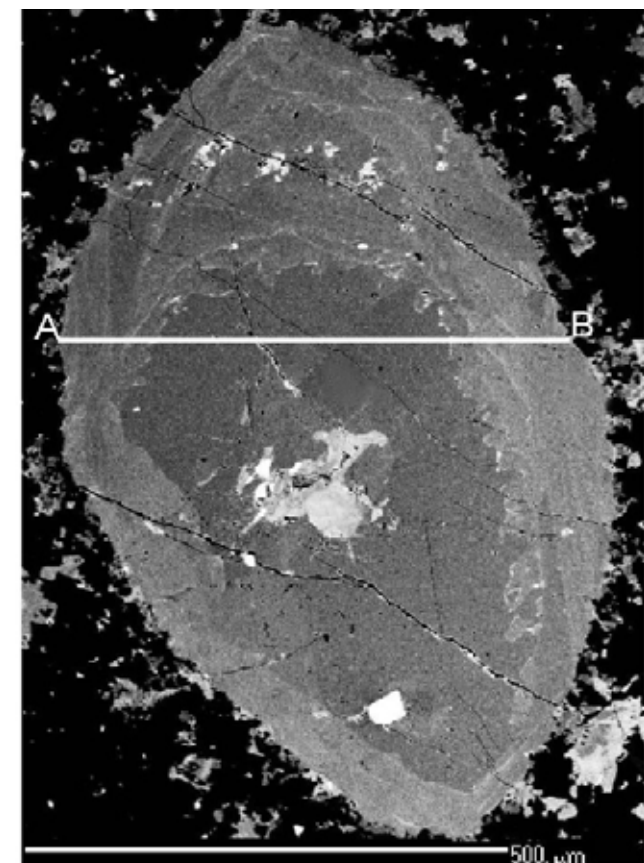


Рис. 6. Микрофотография вкрапленника эпидота с комбинированной зональностью и распределение Fe_2O_3 по профилю АВ.

В результате изучения зональных магматических вкрапленников была предложена схема эволюции вкрапленников магматического эпидота в андезидацитовых дайках Среднего Урала. Начало кристаллизации вкрапленников эпидота происходило в спокойных условиях магматической камеры на глубине более 30 км при общем давлении 9–10 кбар и содержании воды в расплаве более 10% [2, 3]. Последний этап частичного растворения можно объяснить неустойчивостью эпидота в расплаве вследствие изменения физико-химических условий. Такие изменения могли быть вызваны падением давления и концентрацией воды при продвижении распла-

ва вверх. Регенерация более железистым эпидотом частично растворенных кристаллов и формирование осциллярной зональности связаны с установлением равновесия в промежуточной магматической камере. Заключительное растворение было вызвано быстрой доставкой расплава с кристаллами к поверхности ($P = 1\text{--}2$ кбар) и потерей расплавом воды.

Таким образом, полученные нами данные позволили уточнить химические критерии различия магматического и вторичного эпидотов и подтвердить влияние физико-химических условий кристаллизации на химический состав зерен эпидота. В результате рассмотрения зональности вкрапленников была предложена схема эволюции магматических зерен эпидота в андезидацитовом расплаве.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-00018-а, 09-05-00911-а и программ ОНЗ РАН-2; ОНЗ РАН-10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вертушков Г.Н. Морфологические типы порфировых вкрапленников кислого плагиоклаза из биотит-плагиоклазового порфира г. Екатеринбург // Тр. Горно-геолог. ин-та УФ АН СССР. 1960. Вып. 35. Минералог. сбор. № 4. С. 201–209.
2. Прибавкин С. В. Вулканиды с вкрапленниками магматического эпидота из окрестностей Екатеринбурга, Урал // Записки ВМО. 2005. № 4. С. 115–125.
3. Прибавкин С. В., Бородин Н.С., Гмыра В.Н. Новые данные о составе и времени формирования дацитов, содержащих фенокристы мусковита, граната, эпидота (Средний Урал) // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 138–144.
4. Смирнов В.Н., Зинькова Е.А. Магматический эпидот в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 1993. Т. 329, № 3. С. 332–334.
5. Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 186 с.
6. Evans B.W., Vance J.A. Epidote phenocrysts in dacitic dikes. Boulder contry. Colorado // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 96. P. 178–185.
7. Dawes L., Evans W. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado // Geolog. Soc. Amer. bull. 1991. V. 103, № 8. P. 1017–1031.
8. Schmidt M., Thompson A. Epidot in calc-ancaline magmas; an experimental study of stability, phase relationships and the role of epidot in magmatic evolution // Amer. Miner. 1996. V. 81. P. 462–474.
9. Tulloch A. J. Implication of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of north-western North America // Geology. 1979. V. 14. P. 187–188.
10. Zen E., Hammarstrom J. M. Magmatic epidot and its petrologic significance // Geology. 1984. V. 12. P. 515–518.